



## KiK-net 伯太および日野地点の地盤構造の推定と 2000年鳥取県西部地震時の基盤地震動の再評価

山添正稔<sup>1)</sup>、加藤研一<sup>2)</sup>、山田有孝<sup>3)</sup>、武村雅之<sup>4)</sup>

1) 正会員 鹿島小堀研究室

e-mail : yamazoe-m@kajima.com

2) 正会員 鹿島小堀研究室 博士 (工学)

e-mail : katokenichi@kajima.com

3) 正会員 鹿島小堀研究室 博士 (工学)

e-mail : yamadaa@kajima.com

4) 正会員 鹿島小堀研究室 理博

e-mail : takemurm@kajima.com

### 要約

KiK-net伯太および日野地点で得られた、鳥取県西部地震の本震前の地震観測記録に基づいて両地点の線形時における地盤構造を推定した。推定された地盤構造を初期地盤モデルとし、本震時の地表観測記録を用いて、特性曲線法により表層地盤の非線形性を考慮した本震時の地中観測記録のシミュレーション解析を行った。得られた解析波形から、鳥取県西部地震時の基盤地震動を評価した。水平方向の最大加速度は伯太で約  $300\text{cm/s}^2$ 、日野で  $330\sim 490\text{cm/s}^2$ 、最大速度は伯太で  $23\sim 29\text{cm/s}$ 、日野で  $29\sim 57\text{cm/s}$  となった。擬似速度応答スペクトルの最大振幅は、伯太で  $40\sim 50\text{cm/s}$ 、日野で  $90\sim 120\text{cm/s}$  となった。これらの結果は、既往の距離減衰式により評価される地震動レベルと概ね整合するレベルであることが確認された。

キーワード : 2000年鳥取県西部地震、KiK-net、伯太地点、日野地点、特性曲線法、基盤地震動

### 1. はじめに

2000年鳥取県西部地震(Mj7.3)は、これまで活断層が図示されていない地域で発生し、地震規模が7を超える大きさであっても、明瞭な地表地震断層が現われなかった稀な地震である。この種の地震に対し、表層地盤の影響を除去した露頭岩盤上における基盤地震動を評価し、その地震動レベルを考察することは重要である。

鳥取県西部地震については、震源断層近傍に位置する防災科学技術研究所基盤強震観測網(KiK-net)<sup>1)</sup>の伯太および日野地点(以後、伯太、日野と略す)を対象として、基盤地震動の推定が既に行われている<sup>2),3)</sup>。永野・他<sup>2)</sup>は、余震と本震の地中に対する地表のフーリエスペクトル比に基づいてS波構造を推定し、地中観測点位

置における基盤地震動を評価した。その際、余震と比較して本震のスペクトル比の1次卓越振動数が低振動数側にずれていることから、本震時に表層地盤が非線形化した可能性を指摘している。山田・三浦<sup>3)</sup>は、時々刻々の地盤の歪に依存した非線形特性を組み入れることが可能な特性曲線法によるシミュレーション解析から、表層地盤の非線形特性を同定し、基盤地震動を評価している。

しかしながら、これらの検討では2つの課題が残されている。第一は、日野の地盤構造の問題である。永野・他<sup>2)</sup>、山田・三浦<sup>3)</sup>ともに、初期地盤モデルとして、KiK-netにより公開されているPS検層結果による地盤モデルを用いているが、永野・他<sup>2)</sup>は、余震記録のスペクトル比の1次振動数を説明するためには、基盤層のS波速度をPS検層結果である790m/sの約2倍となる1500m/sにする必要があると述べている。山田・三浦<sup>3)</sup>も、余震記録を用いた初期地盤剛性の同定から、基盤層のS波速度を1500m/sと評価している。さらに東・阿部<sup>4)</sup>は、地中84m以深のS波速度を約2500m/sとすることにより、余震記録の1次振動数を説明している。吉村・他<sup>5)</sup>は、東・阿部<sup>4)</sup>による地盤モデルに基づいて本震時の地盤定数を同定し、日野の基盤地震動評価を行っている。これらの検討は、日野の基盤層のS波速度はPS検層結果よりも高速度であることを示している。第二は、KiK-netの地中記録に含まれているノイズの問題である。最近の検討から、KiK-netの地中記録には、地震計のセンサーケースの共振の影響と考えられる約20Hzの高振動数成分が含まれている可能性が指摘されている<sup>6)</sup>。基盤地震動を適切に評価するためには、このノイズの影響を回避することが必要である。

本検討では、本震前の地震から、本震時、本震後1ヶ月以内の余震までを対象に、観測記録のスペクトル比の1次卓越振動数と、1次元波動論による理論伝達関数の1次振動数との対応関係を比較して、伯太、日野の地盤構造の推定を行う。評価された初期地盤モデルを用いて、特性曲線法<sup>3)</sup>により基盤地震動の再評価を行う。特性曲線法は、地表記録を用いた逆地震応答解析により地中の解析波形を評価する手法であるため、地中記録に含まれるノイズの影響を回避した基盤地震動の評価が可能である。

## 2. 観測記録と地盤構造の概要

KiK-net伯太（観測深度：GL0m, GL-101m）の位置を青三角印、日野（観測深度：GL0m, GL-100m）の位置を赤三角印で図1に示し、観測点近傍の拡大図を図1(b)に示す。図1(b)には、国土交通省国土地理院により評価された震源断層モデル<sup>7)</sup>の地表投影面を併記した。震源断層からの最短距離は伯太が6km、日野が1kmである。なお、図中には賀祥ダムの位置を黒三角印で示しているが、この地点の強震記録については4.3節、4.4節で述べる。

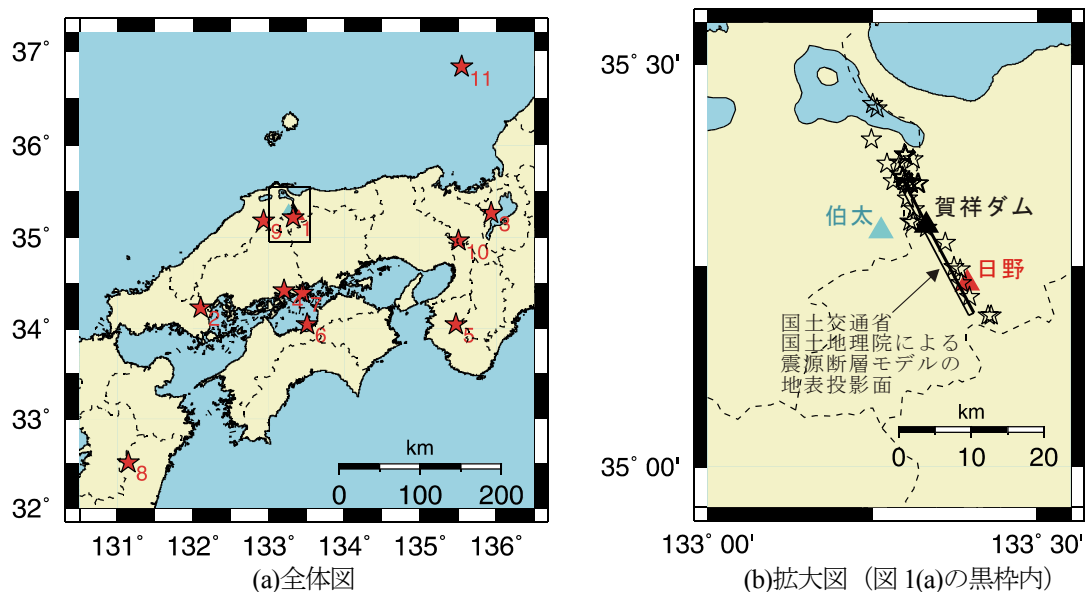
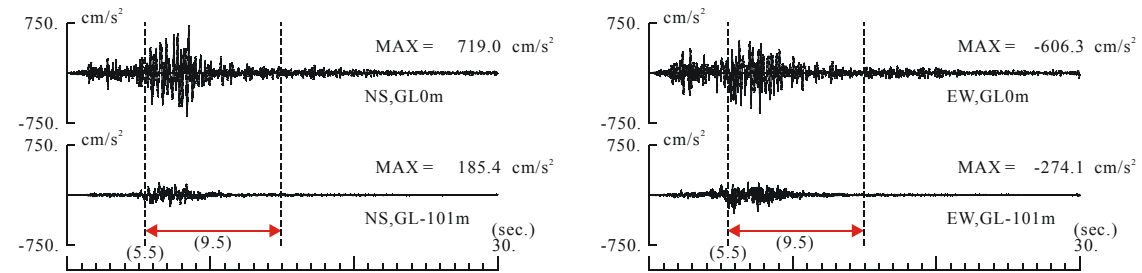
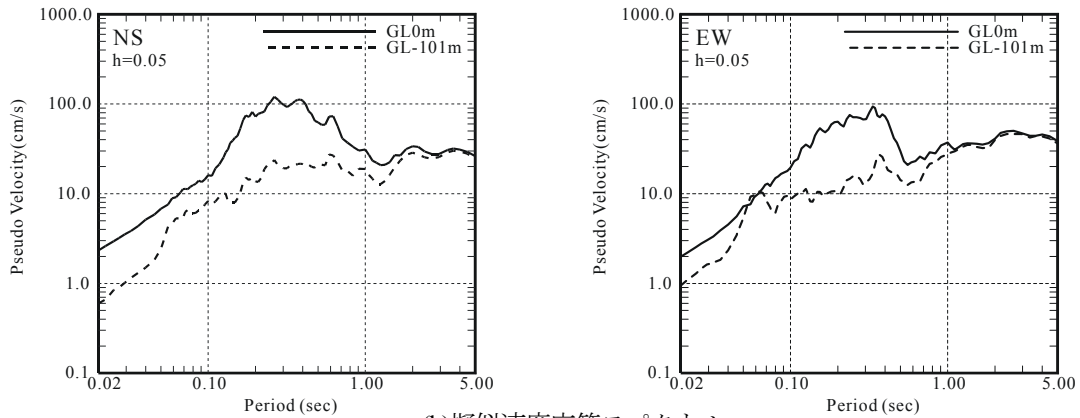


図1 KiK-net 伯太および日野地点の位置と震源断層

伯太、日野で観測された本震時の加速度波形と擬似速度応答スペクトルを図2、図3に示す。加速度波形は、初期微動部分から主要動部分を含む60秒間の記録に対して基線補正<sup>8)</sup>を施した波形であり、図中には次章で

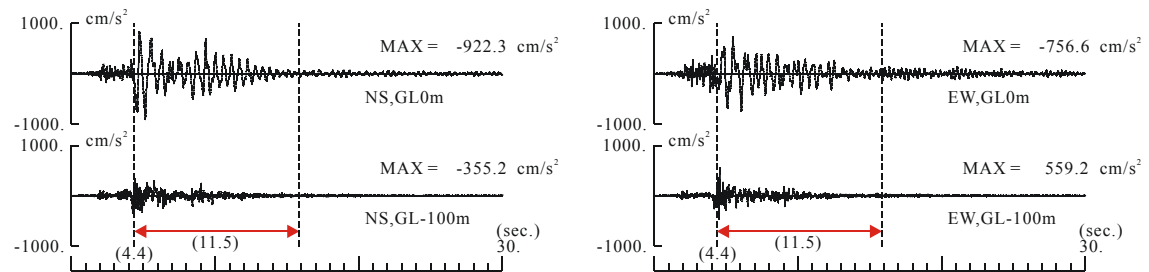


(a)加速度波形 (赤矢印は主要動部分を示し、括弧内の数値は開始時刻と継続時間を示す)

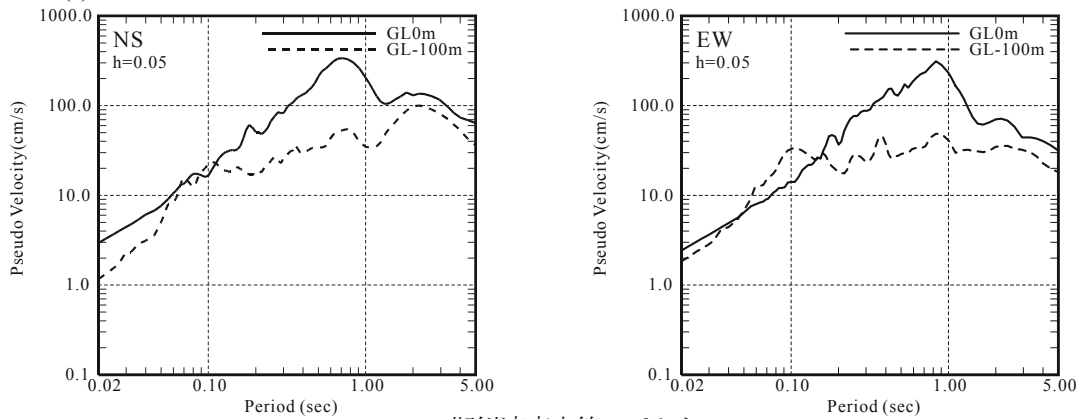


(b)擬似速度応答スペクトル

図2 伯太の加速度波形と擬似速度応答スペクトル



(a)加速度波形 (赤矢印は主要動部分を示し、括弧内の数値は開始時刻と継続時間を示す)



(b)擬似速度応答スペクトル

図3 日野の加速度波形と擬似速度応答スペクトル

フーリエスペクトル比を評価する主要動部分を赤矢印で併記し、括弧内にはその開始時刻と継続時間を記している。地中観測記録については、2001年芸予地震の本震記録に基づいて推定された方位補正角<sup>2)</sup>(伯太N1°E、日野N4°E)を用いて、地表地震計の設置方位と同一になるように補正した。図2(b)、図3(b)において破線で示した地中の擬似速度応答スペクトルには、0.05~0.1秒の周期帯において、地中記録に含まれる約20Hzのノイズの影響と考えられる山が現れている。

伯太、日野のPS検層結果による地盤構造を表1に示す。比重 $\rho$ は永野・他<sup>2)</sup>が設定した値を用いる。伯太は表層11m、日野は表層20m部分がS波速度400m/s未満の軟質な地盤である。基盤層は、伯太ではGL-54m以深のS波速度2800m/sの玄武岩層、日野ではGL-42m以深のS波速度790m/sの花崗岩層であり、これらの地層の中に地中地震計が設置されている。

表1 伯太、日野のPS検層結果による地盤構造

(a)伯太

層	岩種区分	Vs(m/s)	Vp(m/s)	$\rho$	d(m)
1	盛土、シルト混じり砂礫	290	900	1.7	4
2	玉石混じり砂礫	290	1200	1.8	7
3	玄武岩	550	2500	2.2	11
4	玄武岩	1200	3700	2.4	20
5	玄武岩	1900	5300	2.6	12
6	玄武岩	2800	5300	2.6	-

(b)日野

層	岩種区分	Vs(m/s)	Vp(m/s)	$\rho$	d(m)
1	砂礫	210	860	1.7	11
2	花崗岩	340	1500	1.9	9
3		560	2100	2.1	22
4	安山岩 花崗岩	790 (1500)* <sup>1)</sup>	2600	2.2	-

注1) 括弧内の値は、文献2),3)において余震記録に基づく検討から推定された値

### 3. 地盤構造の推定

#### 3.1 観測記録のフーリエスペクトル比の評価

伯太、日野の地盤構造を推定するために、本震前の地震の観測記録から、本震時、本震後1ヶ月以内の余震の記録までを対象として、地中に対する地表のフーリエスペクトル比(以下、単にスペクトル比と呼ぶ)を評価し、1次元波動論による理論伝達関数との比較を行う。

表2 本震前の地震の諸元一覧

地震No.	発震日時		地震の規模(Mj)	震央位置		震源深さ(km)	震央地名	検討対象地震 <sup>*1)</sup>			
				北緯度分	東経度分			伯太		日野	
	対象地震	主要動部分						対象地震	主要動部分		
1	1999	1 27 22 9	3.1	35 13	133 19	13	鳥取県西部	-	-	○ (9.3)	15.5 (4.5)
2	1999	2 7 18 15	4.0	34 14	132 6	14	山口県東部	-	-	○ (2.7)	14.5 (6.5)
3	1999	3 16 16 43	4.9	35 16	135 56	12	滋賀県北部	○ (1.1)	14.7 (5.3)	○ (3.6)	14.7 (5.3)
4	1999	7 16 2 59	4.4	34 25	133 12	20	広島県南東部	○ (3.2)	15.0 (4.0)	○ (5.5)	14.5 (4.5)
5	1999	8 21 5 33	5.4	34 3	135 28	70	和歌山県北部	○ (1.2)	14.5 (5.5)	○ (2.4)	19.5 (5.5)
6	1999	10 30 6 25	4.5	34 2.9	133 30.4	13	瀬戸内海中部	○ (3.2)	14.0 (5.0)	○ (5.2)	15.4 (4.6)
7	1999	12 22 8 17	3.8	34 23.3	133 26.9	15	瀬戸内海中部	○ (1.6)	14.7 (4.3)	-	-
8	2000	4 2 21 25	4.5	32 30.6	131 8.6	146	宮崎県北部 山沿い地方	○ (1.3)	14.3 (5.3)	○ (4.9)	14.1 (6.9)
9	2000	5 13 4 8	3.6	35 11.0	132 55.6	14	島根県東部	-	-	○ (3.9)	14.7 (5.3)
10	2000	5 16 4 9	4.3	34 57.8	135 30.0	16	京都府南部	-	-	○ (2.4)	14.0 (4.0)
11	2000	6 7 6 16	6.1	36 50.2	135 33.0	22	石川県西方沖	-	-	○ (10.5)	37.3 (5.7)

注1) 各地点で検討対象とした地震に○印を付した。伯太6地震、日野10地震。

対象地震の欄の括弧内の数値は地表面最大加速度(3成分の中の最大値、 $\text{cm/s}^2$ )を示す。

主要動部分の欄の左側の数値は開始時刻、右側の括弧内の数値は継続時間を示す。

本震前の地震と余震の地中観測記録については、本震と同様の方位補正を行い、各観測記録の水平動の主要動部分を目視により判定して抽出する。その記録を用いてパワースペクトル、クロススペクトルのアンサンブル平均を求め、スペクトル比を評価する<sup>9)</sup>。評価に際し、本震前の地震と余震については、地盤の非線形性の影響を極力避けるために、全成分の最大加速度が $20\text{cm/s}^2$ 以下の記録を対象とした<sup>2)</sup>。検討対象とした本震前の地震の一覧を表2に示す。観測記録が得られ始めた1999年1月27日の鳥取県西部の地震から、2000年6月7日の石川県西方沖の地震までの全11地震のうち、伯太で6地震、日野で10地震を対象とした。震央位置を赤星印で図1(a)に併記している。検討対象とした余震の一覧を表3に示す。本震の1ヶ月後の2000年11月6日までの地震のうち、伯太で24地震、日野で23地震を対象としている。震央位置を星印で図1(b)に示した。表2、表3ともに地震の諸元は気象庁による地震・火山月報(防災編)<sup>10)</sup>から引用しており、表中には目視により判定して抽出した各観測記録の主要動部分の開始時刻と継続時間を併記した。開始時刻は観測記録(遅延部分、および初期微動部分を含む)の開始を0秒とした時刻としている。

表3 余震(本震後1ヶ月以内)の諸元一覧

地震 No.	発震日時					地震の 規模 (Mj)	震央位置		震源 深さ (km)	検討対象地震*1					
							北緯	東経		伯太		日野			
	年	月	日	時	分		度	分		度	分	対象地震	主要動部分	対象地震	主要動部分
1	2000	10	19	8	3	3.5	35	22.6	133	16.3	10	-	-	○ (9.8)	17.3 (6.7)
2	2000	10	19	14	53	3.2	35	17.8	133	19.9	9	-	-	○ (17.9)	14.8 (4.2)
3	2000	10	20	18	4	3.1	35	22.9	133	18.7	9	○ (1.7)	14.5 (5.5)	○ (2.5)	13.9 (5.1)
4	2000	10	21	4	49	3.3	35	23.2	133	18.0	10	○ (3.3)	16.2 (4.8)	-	-
5	2000	10	21	7	40	3.6	35	23.2	133	18.0	12	○ (4.7)	16.3 (4.7)	○ (12.7)	14.7 (4.3)
6	2000	10	22	0	12	3.2	35	18.3	133	18.4	9	-	-	○ (9.1)	14.8 (4.2)
7	2000	10	22	9	6	3.4	35	26.7	133	15.4	12	○ (9.9)	17.3 (3.7)	-	-
8	2000	10	23	8	48	3.4	35	12.7	133	23.8	10	○ (7.1)	15.9 (4.1)	-	-
9	2000	10	24	7	43	3.6	35	14.7	133	23.0	12	○ (13.0)	16.3 (3.7)	-	-
10	2000	10	24	8	24	3.6	35	13.7	133	23.1	14	-	-	○ (17.1)	14.1 (3.9)
11	2000	10	25	8	3	3.3	35	11.3	133	25.5	11	○ (9.5)	14.4 (4.6)	-	-
12	2000	10	25	17	46	3.2	35	23.3	133	17.9	12	-	-	○ (7.5)	14.0 (4.0)
13	2000	10	28	18	30	3.1	35	21.3	133	16.9	10	○ (3.8)	15.8 (4.2)	-	-
14	2000	10	29	15	29	3.2	35	20.0	133	18.2	9	-	-	○ (8.3)	14.3 (3.7)
15	2000	10	30	15	58	3.8	35	11.3	133	25.8	10	○ (14.9)	14.9 (4.1)	-	-
16	2000	10	31	2	21	3.5	35	18.2	133	18.7	12	-	-	○ (18.1)	14.1 (4.9)
17	2000	11	1	19	9	3.1	35	21.8	133	17.5	9	○ (3.2)	15.9 (4.1)	○ (2.9)	13.9 (5.1)
18	2000	11	2	22	25	3.3	35	24.4	133	14.9	12	○ (4.0)	14.4 (5.6)	○ (3.8)	14.7 (4.3)
19	2000	11	3	9	40	3.4	35	21.6	133	17.7	10	○ (7.6)	16.1 (4.9)	○ (6.7)	14.0 (5.0)
20	2000	11	3	12	37	3.7	35	27.0	133	15.0	14	○ (6.8)	14.3 (3.7)	○ (2.0)	14.3 (4.7)
21	2000	11	3	16	53	3.4	35	21.5	133	17.8	10	○ (11.7)	16.1 (4.9)	○ (10.1)	16.8 (4.7)
22	2000	11	3	20	20	3.3	35	21.0	133	18.0	8	○ (11.7)	15.5 (4.5)	○ (6.4)	17.2 (3.8)
23	2000	11	3	20	43	3.3	35	21.3	133	17.9	10	○ (3.6)	15.5 (5.5)	○ (7.8)	14.1 (4.9)
24	2000	11	4	4	29	3.4	35	22.7	133	17.5	11	○ (4.0)	14.5 (4.5)	-	-
25	2000	11	4	7	15	3.7	35	21.1	133	19.1	8	○ (12.5)	16.2 (3.8)	○ (16.8)	16.6 (5.4)
26	2000	11	4	10	48	3.5	35	21.2	133	18.3	9	-	-	○ (11.6)	17.1 (3.9)
27	2000	11	5	0	28	3.0	35	14.9	133	22.4	11	○ (13.1)	14.1 (3.9)	○ (10.6)	14.2 (3.8)
28	2000	11	5	8	58	3.0	35	21.1	133	18.5	9	○ (12.8)	15.5 (4.5)	○ (3.4)	17.1 (3.9)
29	2000	11	5	11	54	3.4	35	16.7	133	21.6	13	○ (6.0)	14.3 (4.7)	○ (17.6)	16.5 (3.5)
30	2000	11	5	12	50	2.9	35	19.2	133	18.8	11	○ (6.7)	14.0 (4.0)	-	-
31	2000	11	6	1	36	2.8	35	21.1	133	19.2	8	○ (5.6)	14.8 (4.2)	○ (2.7)	14.2 (4.8)
32	2000	11	6	5	22	3.1	35	21.1	133	18.5	9	○ (9.2)	15.9 (4.1)	○ (3.5)	16.6 (3.4)

注1) 各地点で検討対象とした地震に○印を付した。伯太24地震、日野23地震。

対象地震の欄の括弧内の数値は地表面最大加速度(3成分の中の最大値、 $\text{cm/s}^2$ )を示す。

主要動部分の欄の左側の数値は開始時刻、右側の括弧内の数値は継続時間を示す。

主要動部分を対象として得られたスペクトル比を、伯太について図4、日野について図5に赤実線で示す。(a)本震前の地震、(b)本震時、(c)本震後1ヶ月以内の余震のNS,EW成分の平均であり、0.4HzのParzen windowにより平滑化している。(a)の本震前については、観測記録のスペクトル比の標準偏差 $\sigma$ を評価して、図中に平均値 $\pm 1\sigma$ を青一点鎖線で併記した。伯太については、表1(a)のPS検層結果の地盤モデルを用いた、1次元波動論によるS波鉛直入射時の理論伝達関数(以下、単に伝達関数と呼ぶ)を黒短破線で併記し、日野については、表1(b)のPS検層結果の地盤モデルによる伝達関数を黒長破線、表1(b)の基盤層(GL-42m以深の安山岩、花崗岩層)のS波速度を1500m/sとした場合の伝達関数を黒短破線で併記した。伝達関数を評価する際、地盤の減衰定数はいずれの場合も一律5%とした。なお、図4(a)、および図5(a),(c)を見ると、観測記録のスペクトル比の平均値が低振動数側で1より大きなレベルとなっている。この要因の一つとして、地表観測記録に含まれる長周期のノイズの影響が挙げられる。ノイズにより、地盤増幅で与えられる振幅レベルよりも地表観測記録が大きな振幅レベルであるため、地中観測記録に対するスペクトル比を評価した場合、低振動数側が1よりも大きなレベルになっていると推測される。図4(a)、図5(a)に青一点鎖線で示した平均値 $\pm 1\sigma$ 、すなわち標準偏差が低振動数側で若干大きめとなっているのも、上記の要因により低振動数側でばらつきが大きくなったためであると考えられる。

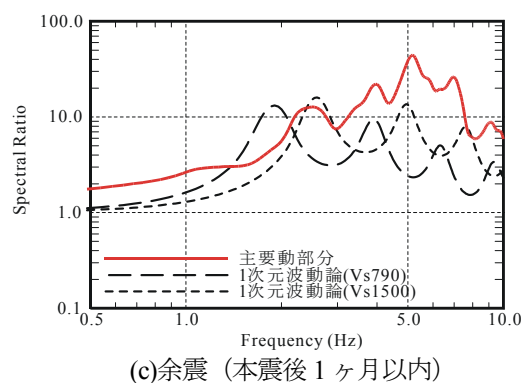
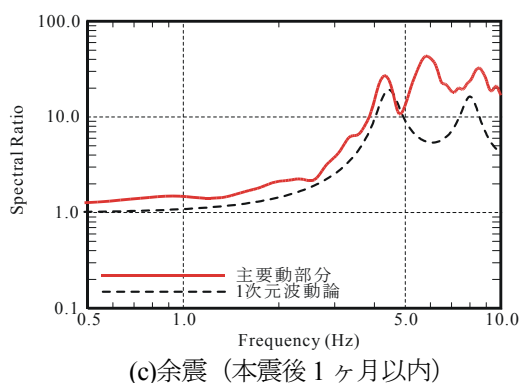
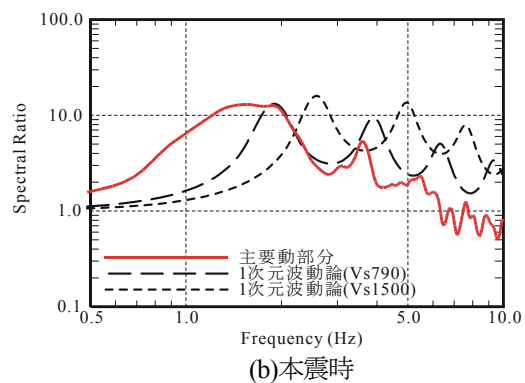
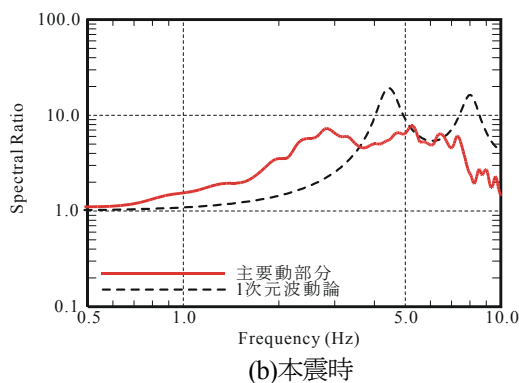
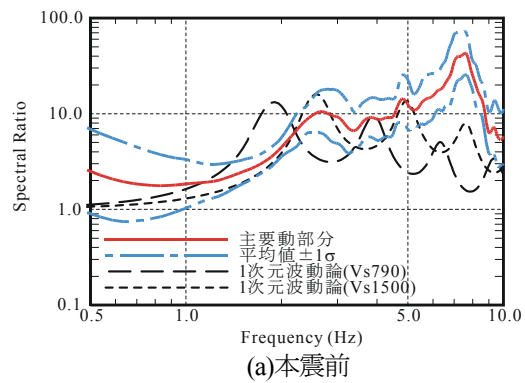
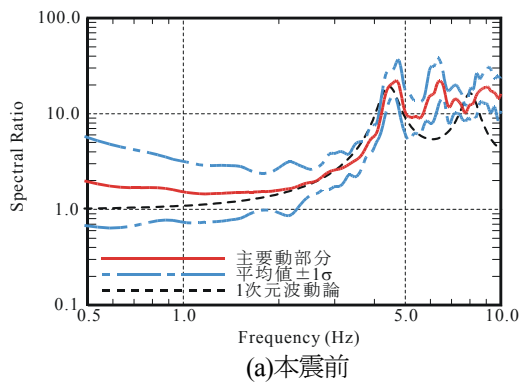


図4 伯太の観測記録のスペクトル比

図5 日野の観測記録のスペクトル比

主要動部分のスペクトル比と伝達関数を比較すると、図4の伯太については、図4(a)に示す本震前のスペクトル比の1次卓越振動数は、伝達関数の1次振動数である約4Hzと概ね一致するが、図4(b)の本震時では低振動数側の約2.5Hzに移動しており、振幅も低下していることから、表層地盤が非線形化したと考えられる。図4(c)の余震における観測記録のスペクトル比の1次振動数は、伝達関数の1次振動数とほぼ対応している。図5の日野については、図5(a)の本震前のスペクトル比の1次振動数は、基盤層のS波速度が790m/sのPS検層結果ではなく、1500m/sとした場合の伝達関数の1次振動数である約2.5Hzとほぼ一致する結果となった。図5(b)の本震時の1次振動数は低振動数側の約2Hzに移動しており、図5(c)の余震では基盤層のS波速度を1500m/sとした場合の伝達関数の1次振動数とほぼ対応する。これらは伯太と同様の傾向であり、図5(b)の本震時に見られる1次振動数の低振動数化は表層地盤の非線形化が要因であると考えられる。

以上に示した主要動部分に関する検討から、伯太ではPS検層結果により、本震前と余震の観測記録の1次振動数、および表層地盤の非線形化による本震時の観測記録の1次振動数の低振動数化を説明することが可能であるが、日野の本震前、本震時、余震の観測記録の1次振動数を説明する場合は、永野・他<sup>2)</sup>、山田・三浦<sup>3)</sup>が指摘したように、基盤層のS波速度を1500m/s程度にする必要があることが分かる。

### 3.2 地盤のS波速度の推定結果

図4(a)、図5(a)の本震前の観測記録のスペクトル比と伝達関数を詳細に検討すると、スペクトル比の1次振動数は、伝達関数に対して若干高振動数側に位置している。本震時のシミュレーション解析に用いる初期地盤モデルのS波速度は、本震前の観測記録のスペクトル比を良く説明するS波速度とすることがより適切であると考えられる。そこで、図4(a)、図5(a)の本震前の観測記録のスペクトル比を対象に遺伝的アルゴリズム(GA)<sup>1)</sup>を用いた同定解析を行い、伯太、日野のS波速度を推定する。

S波速度の探索範囲を表4に示す。前節の検討により、伯太では表1(a)のPS検層結果、日野では表1(b)の基盤層(GL-42m以深の安山岩、花崗岩層)のS波速度を1500m/sとしたモデルを初期地盤モデルとし、そのS波速度に対して上下2割の値を設定した。伝達関数の同定対象範囲は以下のような方針により設定した。まず、伯太、日野ともに観測位置が地表と地中の2点のみであるため、2点間の観測記録のスペクトル比から評価されるピーク振動数のうち、2つの節点(ノード)で表現される1次振動モードを表わす1次振動数の精度が最も高いと考えた。さらに、地盤の振動は複数の振動モードから成るが、1次振動モードが支配的であると考え、本検討では地盤の複数の振動モードのうち1次振動モードを同定対象とし、1次振動数を良く説明するS波速度を推定する方針とした。その他に、地中観測記録に含まれる高振動数成分のノイズの影響と、日野については吉村・他<sup>5)</sup>の検討で指摘されている、観測小屋の影響と推定される図5(a)の7~8Hzに見られるピークの影響を極力避けることも考慮して、同定対象範囲を地盤の1次振動数に含まれる0.5~5Hzとした。

減衰定数は一律5%を与えて同定対象外とした。減衰定数については、各層で振動数依存性を有する減衰定数を設定し、同定対象とする考え方もある。その場合、定数項 $h_0$ と振動数依存性を表す項 $\alpha$ が同定パラメータとなり、S波速度のみを対象とした場合に対して未知数が3倍となるが、同定解析に用いるスペクトル比は地表と地中の2点間のスペクトル比のみであるため、未知数が多くなるとトレードオフによって安定した解析結果を得にくくなることが考えられる。永野・他<sup>2)</sup>の検討でも、このような考え方に基づいて振動数依存性を考慮しない減衰定数を設定して同定解析が行われており、その結果、地盤全体の平均的な値として伯太で約4%(3.9)、日野で約5%(5.4)の減衰定数が得られている。この検討は余震を対象としており、日野については基盤層のS波速度を790m/sに固定した検討であるが、本検討における本震前の地震の減衰定数の設定に対しても参考になる結果であると考え、ここでは伯太、日野ともに地盤全体に対して一律5%を与えて同定対象外とした。

GAによる同定解析は、初期集団を乱数により変化させて5通り行う。GAのパラメータは、山中・石田<sup>1)</sup>を参考に、遺伝子のコード化8ビット、個体数30、世代数100、交差確率 $P_c=0.6$ 、突然変異確率 $P_m=0.3$ と設定した。適合度 $f_j$ については、下式(1)のように、振動数 $f_i$ ( $i=1,L$ )に対して観測記録のスペクトル比 $O(f_i)$ と伝達関数 $C(f_i)$ の誤差の二乗平均値の逆数と定義し、個体 $j$ について $F_j$ を評価する。適合度評価の際には、観測記録のスペクトル比の振動数ごとのばらつきの影響を考慮するために、標準偏差による重み付けを行う場合がある。

図 4(a)、図 5(a)より、本検討の標準偏差は 3.1 節で述べた理由により低振動数側で若干大きめであるが、本節の最後で述べるように、低振動数側のスペクトル比は同定解析にほとんど影響を与えないと考えられ、1Hz程度以上の振動数に対しては標準偏差はそれ程大きく変化しないため、本検討では適合度評価の際に重み付けは行わないこととした。

$$F_j = \frac{1}{\frac{1}{L} \sum_{i=1}^L [\log O(f_i) - \log C(f_i)]^2} \quad (1)$$

乱数ごとの同定結果を表 5 に示す。伯太の 1 層目では乱数 1 の結果が探索範囲の下限値であるが、それ以外は上限値、下限値となる結果は得られていない。乱数によって大きく異なる結果もないことから、5 通りの乱数の平均値を伯太、日野の S 波速度の最終的な同定結果とした。伯太、日野いずれの結果とも、1 層目は初期 S 波速度の 2 割前後、2 層目以降は 1 割前後の値となり、初期値に対して大きな違いではない。

表 4 S 波速度の探索範囲

(a)伯太			
層	岩種区分	Vs初期値(m/s)	探索範囲(m/s)
1	盛土、シルト混じり砂礫	290	232 - 348
2	玉石混じり砂礫	290	232 - 348
3	玄武岩	550	440 - 660
4	玄武岩	1200	960 - 1440
5	玄武岩	1900	1520 - 2280
6	玄武岩	2800	2240 - 3360

(b)日野			
層	岩種区分	Vs初期値(m/s)	探索範囲(m/s)
1	砂礫	210	168 - 252
2	花崗岩	340	272 - 408
3		560	448 - 672
4	安山岩 花崗岩	1500	1200 - 1800

表 5 GA による同定結果

(a)伯太						
層	乱数1	乱数2	乱数3	乱数4	乱数5	平均値
1	232	240	267	239	249	245
2	267	311	311	319	303	302
3	649	645	598	632	588	622
4	1378	1133	1352	1280	1308	1290
5	2125	2155	2048	1612	2119	2012
6	2851	2701	2477	2627	2666	2664

(b)日野						
層	乱数1	乱数2	乱数3	乱数4	乱数5	平均値
1	174	177	171	172	170	173
2	387	377	398	358	395	383
3	620	642	626	656	625	634
4	1527	1478	1541	1532	1551	1526

表 5(a)、表 5(b)に示した平均値を用いた伝達関数を赤実線、観測記録のスペクトル比を黒太一点鎖線、初期地盤モデルによる伝達関数を黒細破線で図 6 に示す。同定結果による伝達関数の 1 次振動数は、初期地盤モデルによる 1 次振動数に対して高振動数側に移動し、スペクトル比の 1 次振動数と良く一致している。従って、ここで得られた伯太、日野の S 波速度を本震時の初期地盤モデルの S 波速度として、次章において特性曲線法による観測記録のシミュレーション解析、および基盤地震動の評価を行う。

なお、3.1 節で述べたように、観測記録のスペクトル比の低振動数側の平均値は、地表観測記録に含まれる長周期のノイズの影響により 1 よりも大きなレベルであると推測されるが、本検討で設定した同定対象範囲 (0.5~5Hz) はその振動数帯を含んだ範囲となっている。本来ならば、低振動数側のノイズが含まれている部分を除外して同定解析を行うことが適切であるが、1 次元モデルの場合、同定対象とした観測記録のスペクトル比の低振動数側のレベルによらず、地盤モデルの 1 次振動数より低振動数側では理論伝達関数は 1 となる。そこで、スペクトル比の低振動数側のノイズが含まれている部分は同定解析にはほとんど影響を与えないと考え、本検討の同定対象範囲は上記の範囲 (0.5~5Hz) とした。図 6 に示した伯太、日野の同定解析結果は、



1次振動数（伯太約4Hz、日野約2.5Hz）については伝達関数の1次振動数と良く一致しており、本検討で評価したスペクトル比を用いて、0.5～5Hzを範囲とした同定解析を行っても特に問題はないと考えられる。

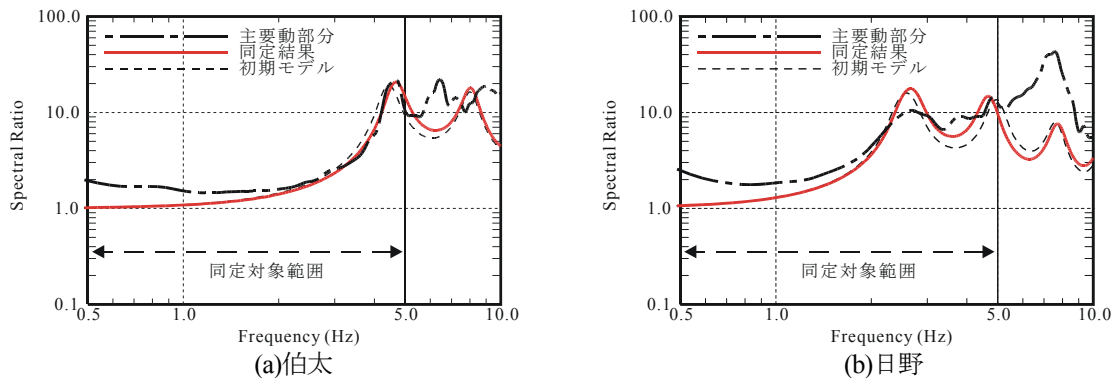


図6 同定結果による伝達関数と観測記録のスペクトル比の比較

#### 4. 観測記録のシミュレーション解析と基盤地震動評価

##### 4.1 解析手法の概要

特性曲線法<sup>3)</sup>は、1次元波動論の支配方程式である1次元波動方程式を、深さ方向z軸と時間軸のz-t平面上において、S波速度を傾きとする2本の特性曲線に分解し、連立方程式として解く手法である。地表面の速度とせん断応力( $\tau=0$ )を初期値として、順次深さ方向の応答値を評価する逆地震応答解析が可能である。時間軸方向に解析を進める時刻歴解析であることから、関数型非線形モデルを用いた非線形解析を行うことが可能である。

地中観測記録のシミュレーション解析は、地中記録を説明するために最適な非線形パラメータを同定することにより行う。地盤の非線形性は、伯太については表1(a)の1層目の盛土、シルト混じり砂礫層（S波速度290m/s）と2層目の玉石混じり砂礫層（S波速度290m/s）、日野については表1(b)の1層目の砂礫層（S波速度210m/s）と2層目の花崗岩層（S波速度340m/s）に対して考慮し、非線形特性の骨格曲線はR-Oモデルとする。履歴曲線はMasing型とし、各層のせん断ひずみ0.1%時の剛性低下率と減衰定数を非線形パラメータとする<sup>3)</sup>。パラメータを乱数により設定し、地中の解析波形を評価して観測記録との適合度を算定する。適合度が上位値のデータベースを作成し、そのデータベースを参照してパラメータの設定範囲を制限しながら計算を行い、データベースの更新を繰り返す。更新がほぼ終了したと判断される時点における適合度最上位の結果を、非線形パラメータの最終的な同定結果とする<sup>3)</sup>。

観測記録と解析波形の適合度評価には下式(2)を用いる。 $S_c$ ,  $S_o$ は周期0.05～1秒の間を対数軸上で等間隔に200分割して算定した、解析波形と観測記録の周期 $t_f$ における減衰定数5%の加速度応答スペクトル値とする<sup>3)</sup>。ただし、地中記録のスペクトルには、図2(b)、図3(b)で示したように、0.05～0.1秒の周期帯において地中記録に含まれるノイズの影響と考えられる山が現れている。この影響を回避するために、(2)式における $n$ を $n=70$ と設定し、適合度評価の対象範囲を0.14～1秒の周期帯（1～7Hzの振動数帯）とした。ここで、対象範囲の短周期側の下限値を0.14秒、すなわち7Hzとしているが、3.2節に示したS波速度の同定解析では、観測小屋の影響と考えられる7～8Hzのピーク<sup>5)</sup>を避けることも考慮して5Hzとしている。しかしながら、吉村・他<sup>5)</sup>は、本震時は地盤の非線形化などにより小屋の影響度合いが余震時とは異なると考え、本震時の地盤定数の同定を行う際には小屋の影響を考慮せずに検討を行っている。そこで、本章で実施する本震時の観測記録を対象としたシミュレーション解析についても、小屋の影響は考慮しないこととし、適合度評価の際の短周期側の下限値を0.14秒（7Hz）と設定した。長周期側については上限値を1秒としたが、周期1秒程度以上よりも長

い周期成分は、線形として初期剛性そのまま固定した深い領域（伯太：GL-11m以深、日野：GL-20m以深）の地盤構造の影響が支配的であると考え、長周期側の上限値は1秒と設定した。

$$S = \sum_{j=n}^{201} \frac{|S_c(t_j) - S_o(t_j)|}{S_o(t_j)} \quad (2)$$

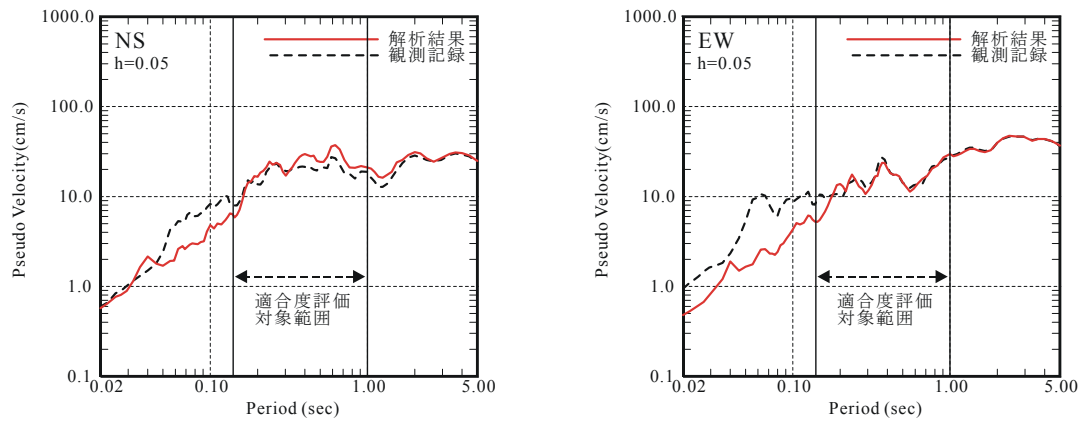
設定された非線形パラメータにより、地表観測記録が再現されることも地中記録のシミュレーション解析に反映させるため、地表の解析波形と地表記録の適合度も考慮する。地中観測点位置での基盤地震動を、逆応答解析で設定された非線形パラメータを有する粘性境界支持の質点系モデルに入力し、逐次積分法（Newmark-β法）により地表の解析波形を算定する。地表および地中のNS,EW成分それぞれに対して(2)式により適合度を求め、その総和を適合度としてシミュレーション解析を行う。

なお、本検討では適合度評価に加速度応答スペクトルを用いているが、その場合、高振動数成分のノイズの影響が他の周期帯にも及ぶことから、フーリエ振幅スペクトルを用いて適合度評価を行うという考えもある。ただし、フーリエ振幅スペクトルを用いた場合には、大きな山谷が現れるスペクトルとなり、適合度評価に用いるためにはある程度スペクトルを平滑化する必要がある。平滑化した場合、周囲の振動数にも影響が及ぶため、応答スペクトルを用いた適合度評価と同様の問題が生じると考えられる。いずれのスペクトルを用いた場合でも、得られる結果に大きな差異は生じないことを別途確認しており、さらに、基盤地震動を工学的に利用する場合には、応答スペクトルに基づいて議論を行う方が適切であると考えられることから、本検討では応答スペクトルを対象として適合度を評価する。

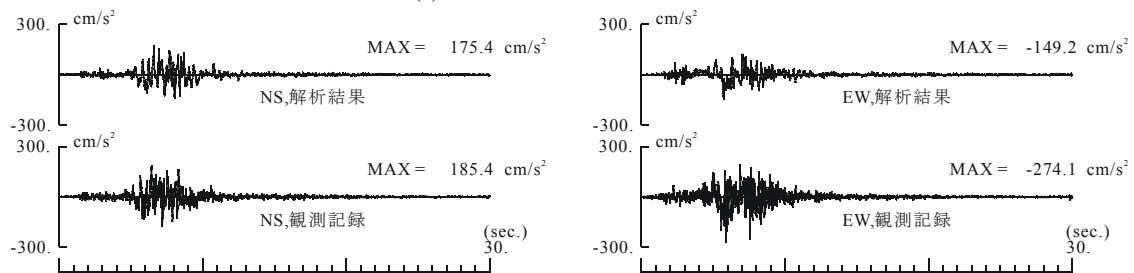
#### 4.2 シミュレーション解析結果

地中観測記録のシミュレーション解析結果を、観測記録と比較して、伯太について図7に示す。図7(a)は擬似速度応答スペクトルの比較で、赤実線が解析結果、黒破線が観測記録であり、左側にNS成分、右側にEW成分を示している。適合度評価の対象範囲である0.14～1秒では、解析結果は観測記録と良く対応しており、5秒までの周期帯においても両者は良く一致している。適合度評価の対象外とした0.14秒以下の周期帯について、その精度を解析モデルの透過振動数の観点から考えると、特性曲線法による解析モデルの層分割は、山田・三浦<sup>3)</sup>の検討に従い、剛性低下が少ない時間領域の精度を考慮して、各層毎に初期S波速度×観測記録の時間刻み(0.005秒)以下となるように分割している。その結果、初期剛性時の解析モデルの最大透過振動数は、一波長を5点で表現した場合40Hzとなる。従って、適合度評価対象外とした周期0.14秒以下については、剛性低下を考慮しても30Hz程度までの精度は期待できると考えられる。この帯域のスペクトルレベルを見ると、周期0.05～0.1秒付近では、ノイズの影響を回避したことにより解析結果が観測記録に対して小さめのレベルとなっている。

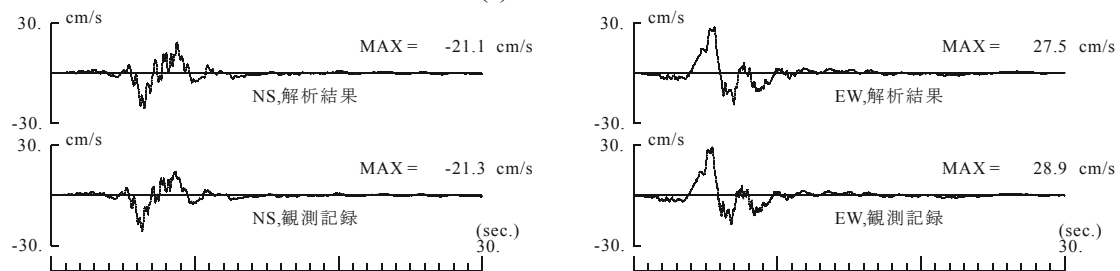
加速度波形の比較を図7(b)に示す。上段が解析結果、下段が観測記録であるが、最大加速度、波形の形状ともに、解析結果は観測記録と異なっている。観測記録の加速度波形はノイズが含まれた状態であるため、本来ならば適合度評価対象とした振動数範囲以外を除去した観測記録と比較すべきであるが、本検討では、地中観測記録に含まれるノイズの影響を回避した検討を行うことが主要な目的となっている。従って、ノイズの影響が回避された地中観測点におけるシミュレーション解析結果が、ノイズが含まれた状態の地中観測記録と比較してどの程度のレベルであるのかを示すことも必要であると考え、適合度評価対象とした振動数範囲以外も含めた状態で比較を行った。ただし、合致度の評価という点では解析結果と観測記録の単純な比較は適当ではない。そこで速度波形の比較を図7(c)に示す。観測記録の速度波形は永野・他<sup>2)</sup>により評価された波形である。加速度波形の比較と同様に、上段に解析結果、下段に観測記録を示す。加速度波形の場合とは異なり、最大速度、波形の形状ともに、解析結果は観測記録と良く対応した結果となっている。



(a)擬似速度応答スペクトル



(b)加速度波形



(c)速度波形

図7 伯太の地中観測点におけるシミュレーション解析結果と観測記録との比較

日野の解析結果と観測記録の比較を伯太と同様に図8に示す。図8(a)の擬似速度応答スペクトルについては、0.2秒付近では約2倍の差であるが、0.3秒から評価対象範囲の1秒まではほぼ同レベルであり、5秒までの周期帯においても両者は良く一致している。適合度評価の対象外とした0.14秒以下の周期帯の精度については伯太と同様であり、スペクトルレベルを見ると、周期0.05~0.1秒付近ではノイズの影響を回避したことにより解析結果が観測記録に対して小さめのレベルとなっている。図8(b)の加速度波形については、最大加速度、波形の形状ともに解析結果と観測記録は異なるが、図8(c)の速度波形の解析結果は観測記録と良く対応している。以上の結果は伯太と同様の傾向となっており、伯太、日野ともに、特性曲線法により地中観測記録に含まれるノイズの影響を回避したシミュレーション解析が適切に行われたことが分かる。

なお、以上に示したシミュレーション解析結果に対する地中観測記録のフーリエスペクトル比(観測/解析)を評価すると、伯太、日野のNS,EW成分の結果は、0.05~0.1秒の周期帯において5~10倍程度の値となり、このレベルが本検討で評価された20Hz付近の高振動数成分のノイズレベルとなる。一方、笠原・他<sup>9)</sup>では、ノイズの要因となった地震計のセンサーケースの共振を制御する前後で得られた観測記録のフーリエスペクトルが示されているが、制御後に対する制御前の20Hz付近のレベルは10倍程度となっている。シミュレーション解析から評価されたノイズレベルは、観測記録から推測されるこのノイズレベルとほぼ対応していること

から、本検討は地中観測記録の 20Hz 付近の地震動レベルを過度に低下させたシミュレーション解析とはなっていないと考えられる。

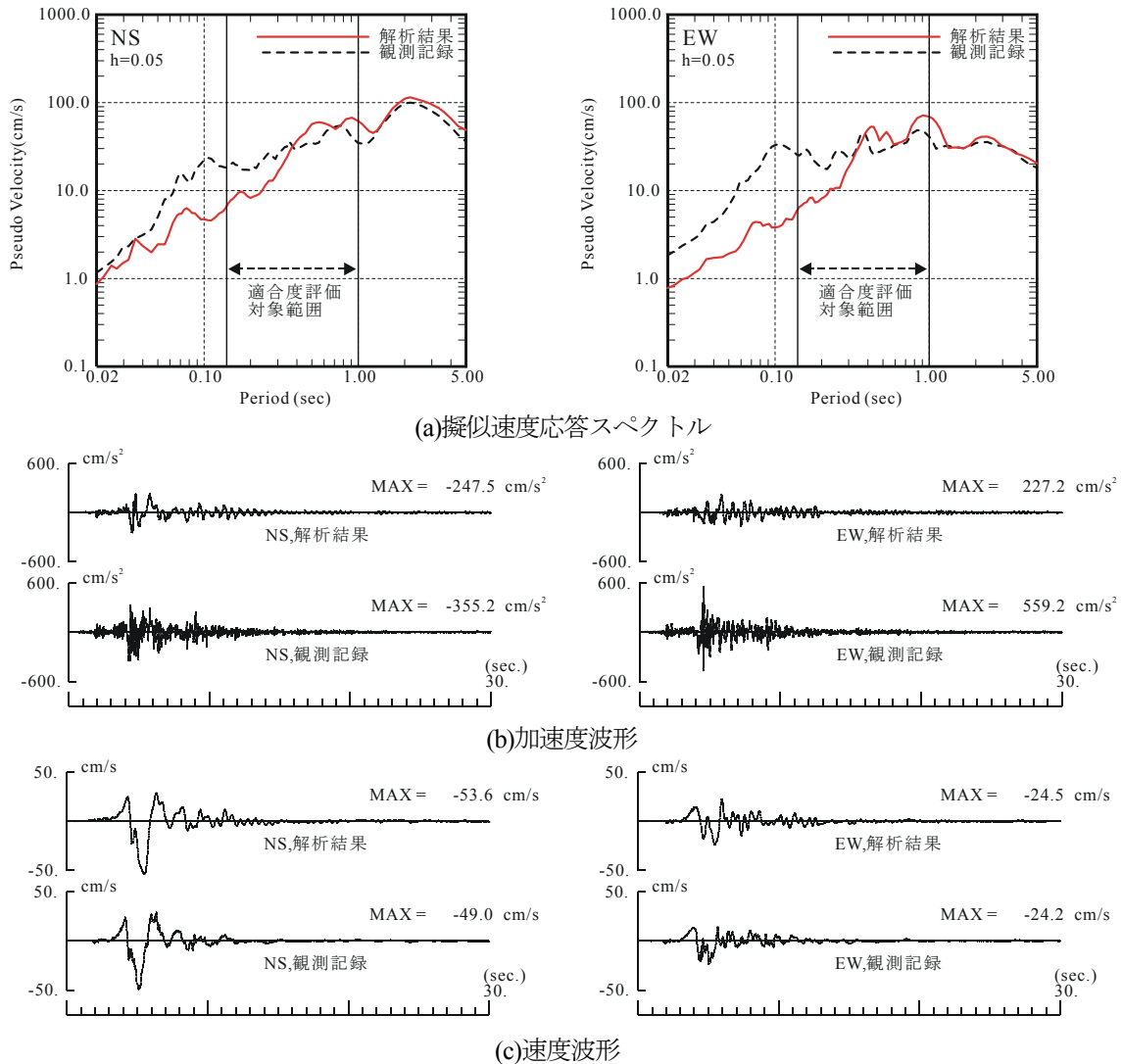


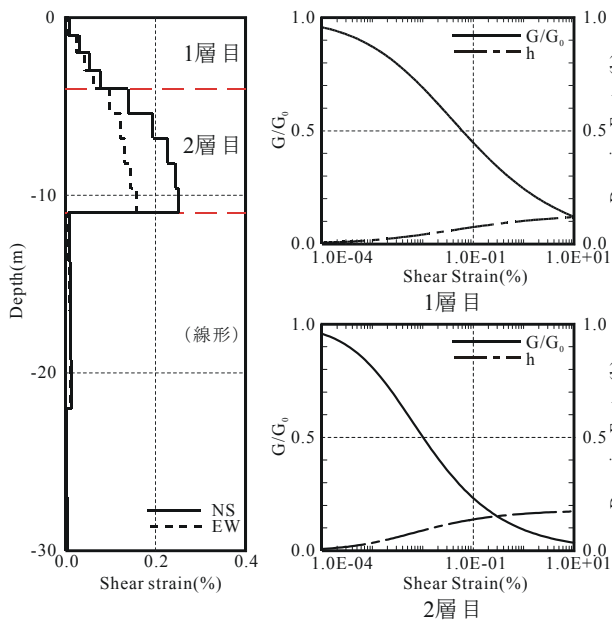
図 8 日野の地中観測点におけるシミュレーション解析結果と観測記録との比較

シミュレーション解析時に得られた、表層部分の最大せん断ひずみ分布と同定された非線形特性を、伯太について図 9 に示す。図 9(a) のひずみ分布は実線が NS 成分、破線が EW 成分であり、せん断ひずみの最大値は 2 層目の砂礫層と 3 層目の玄武岩層の境界位置 (GL-11m) の NS 成分で 0.25% である。インピーダンス比の大きい位置でひずみが最大となっている。図 9(b) の非線形特性は、実線が剛性低下率 ( $G/G_0$ )、一点鎖線が減衰定数 ( $h$ ) を示す。せん断ひずみ 0.1% 時の非線形パラメータの値は、1 層目の剛性低下率が 0.488、減衰定数が 0.075、2 層目はそれぞれ 0.232, 0.138 となった。日野についても同様に図 10 に示す。図 10(a) のひずみ分布の最大値は 1 層目の砂礫層と 2 層目の花崗岩層の境界位置 (GL-11m) の NS 成分で 0.89% である。図 10(b) の非線形特性のパラメータの値は、1 層目の剛性低下率が 0.338、減衰定数が 0.046、2 層目はそれぞれ 0.128, 0.036 となった。日野における非線形特性は、一般的な非線形特性の形状とはやや異なっており、特に 2 層目の形状は、 $1.0 \times 10^{-4}$  % の微小ひずみ時に剛性低下率がすでに 0.3 程度で、ひずみが大きくなっても減衰定数の上昇が見られないなど特異な形状となっている。この形状は、観測記録から評価される日野の地中に対する地表の地盤増幅が、1 次元波動論で考えられるよりも大きな増幅であることを示している。表層部分の剛性を低下させて、表層以深の地盤とのインピーダンス比を大きくすることで地中記録を増幅し、さらに減衰定数も小さな値にし

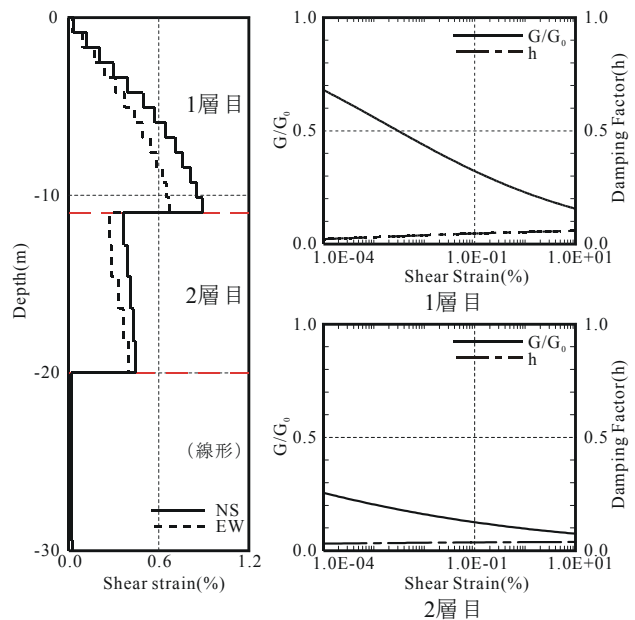
なければ1次元波動論では地表記録の説明が困難であることを示す結果である。

その要因の一つとして、地表記録には1次元波動論では表現できない2次元の影響による波動が含まれている可能性がある。中道・川瀬<sup>12)</sup>は、日野の強震記録における表層地盤による影響について検討を行っている。1次元解析では地表記録に見られる大きな振幅は表現されないが、2次元FEM解析により表現することが可能であると述べており、地表記録の大きな振幅には地盤の2次元の影響が含まれている可能性を指摘している。地震動増幅特性に対する地盤の2次元の影響については、神戸市中心部を対象に永野・他<sup>13)</sup>でも検討が行われている。永野・他<sup>13)</sup>は、まず検討対象とした鉛直アレー地震観測点で得られた観測記録のスペクトル比を用いて、1次元モデルによる同定解析を行い、当該地点における地盤定数（P波速度、S波速度、減衰定数）を評価している。次に、基盤の不整形性を考慮した当該地点を含む2次元地盤モデルを作成し、鉛直アレー最深点の観測記録をそのモデルに入力して、2次元FEMにより地表面の観測記録のシミュレーション解析を行っている。その際、1次元モデルによる同定解析から評価された減衰定数より小さめ（1Hz時で1/2～1/6程度）の値を用いると、解析結果は観測記録と概ね対応するが、同定解析から得られた減衰定数を用いて1次元モデルにより評価した場合には、観測記録を過小評価する結果が示されている。これは、評価対象とする観測記録に地盤の2次元の影響が含まれる場合、1次元モデルを用いて等価的にシミュレーションするためには、減衰定数を小さめのレベルにする必要がある、すなわち2次元的地盤構造の影響を1次元モデルで等価的に表現するためには、減衰定数を小さくする必要があることを示す結果であると考えられる。

これらの既往の検討結果は先に推測した要因と符合する結果であり、日野における非線形特性のやや特異な形状は日野固有の地盤構造に要因がある可能性が考えられる。地盤構造の影響については詳細な検討を行う必要があるが、地下構造が不明であるためそのような検討は困難である。今後、地下構造探査を行うことにより日野周辺の詳細な地盤構造が明らかにされ、2次元の影響も考慮した検討が行われることが望ましい。ただし、本検討では図8に示したように、日野の地中記録は概ね良好にシミュレーションされていることから、日野の地盤構造についても同定された非線形特性を用いて1次元波動論により等価的に説明可能であると判断し、次節において伯太とともに基盤地震動の評価を行う。



(a)最大せん断ひずみ分布 (b)非線形特性  
図9 伯太の最大せん断ひずみ分布と非線形特性



(a)最大せん断ひずみ分布 (b)非線形特性  
図10 日野の最大せん断ひずみ分布と非線形特性

なお、図10(b)に示す日野に対して同定された非線形特性に関しては、慣用的に用いられる非線形特性（例えば原モデル<sup>14)</sup>）と比較して減衰定数は小さい評価となっている。1次元解析において慣用される非線形特性

については、原位置採取試料による室内試験結果と比較すると減衰定数が過大であるという議論があるが(古山田・他<sup>15)</sup>)、減衰定数が小さなレベルになっているという本検討の結果は、やや特異な非線形特性ではあるがこの議論と対応するものであると考えられる。

### 4.3 基盤地震動評価

前節で求められた、地中観測点におけるシミュレーション解析結果の上昇波成分を2倍することにより、伯太、日野における基盤地震動を評価する。評価された基盤地震動を図11に示す。図11(a)は加速度波形であ

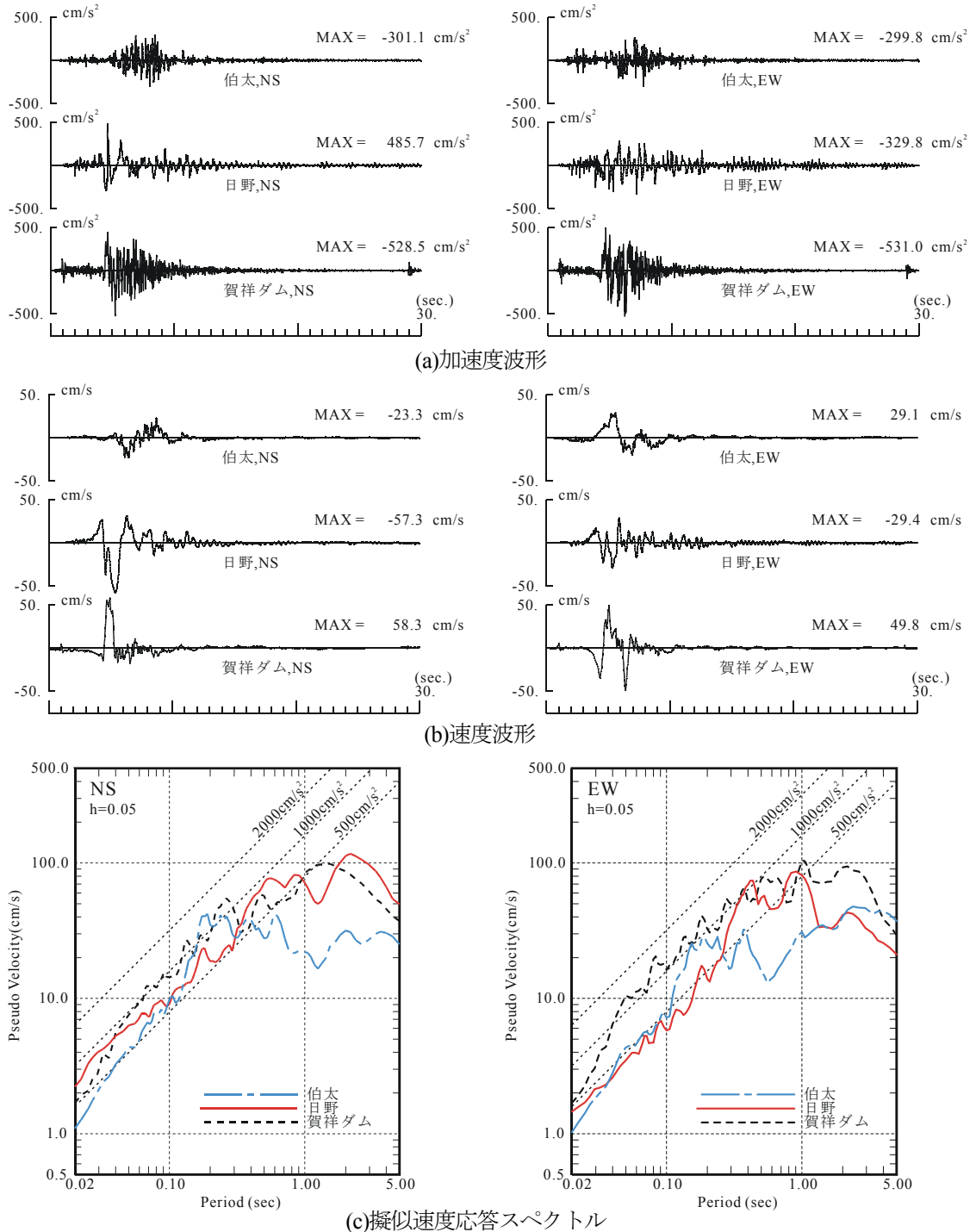


図11 伯太、日野の基盤地震動と賀祥ダムにおける観測記録

り、左側がNS成分、右側がEW成分の結果である。1段目に伯太、2段目に日野の波形を示す。最大加速度は、伯太ではNS,EW成分とも  $300\text{cm/s}^2$  であり、日野ではNS成分が  $490\text{cm/s}^2$ 、EW成分が  $330\text{cm/s}^2$  である。速度波形を加速度波形と同様に図 11(b)に示す。最大速度は、伯太ではNS成分が  $23\text{cm/s}$ 、EW成分が  $29\text{cm/s}$  であり、日野ではNS成分が  $57\text{cm/s}$ 、EW成分が  $29\text{cm/s}$  である。図 1(b)に示したように、震源断層からの最短距離は伯太が  $6\text{km}$ 、日野が  $1\text{km}$  で、日野は伯太と比較して震源断層に対してより近傍に位置している。本震前の観測記録のスペクトル比から同定された基盤層のS波速度は、伯太が約  $2660\text{m/s}$ 、日野が約  $1530\text{m/s}$  であり、日野の基盤層のS波速度は伯太と比較して相対的に小さい値である。このため、最大加速度、最大速度ともに日野は伯太よりも大きなレベルになっていると考えられる。

擬似速度応答スペクトルを図 11(c)に示す。伯太の結果を青一点鎖線、日野の結果を赤実線で示す。スペクトル振幅の最大値は、伯太ではNS成分が  $40\text{cm/s}$ 、EW成分が  $50\text{cm/s}$  であり、日野ではNS成分が  $120\text{cm/s}$ 、EW成分が  $90\text{cm/s}$  である。一部の周期帯で伯太のレベルの方が大きい、日野のスペクトルレベルは伯太よりも概ね大きなレベルとなっている。

なお、参考までに、既往の評価結果との比較を表 6 に示す。伯太、日野における最大加速度、最大速度の比較であり、永野・他<sup>2)</sup>、山田・三浦<sup>3)</sup>による評価結果と比較している。高振動数成分のノイズの影響を回避した評価を行ったことにより、最大加速度は概ね半分程度の値となっており、一方、永野・他<sup>2)</sup>による最大速度とはほぼ同程度の値となっている。

表 6 既往の評価結果との比較

			本検討	永野・他 <sup>2)</sup>	山田・三浦 <sup>3)</sup>
伯太	最大加速度 ( $\text{cm/s}^2$ )	NS	301	377	538
		EW	300	652	730
	最大速度 ( $\text{cm/s}$ )	NS	23	23	-
		EW	29	31	-
日野	最大加速度 ( $\text{cm/s}^2$ )	NS	486	853	816
		EW	330	1124	817
	最大速度 ( $\text{cm/s}$ )	NS	57	61	-
		EW	29	42	-

鳥取県西部地震の震源断層近傍では、伯太、日野の他、図 1 に黒三角印で位置を併記した賀祥ダムの監査廊内で観測記録<sup>16)</sup>が得られている。賀祥ダム(北緯  $35^\circ 18.0'$ 、東経  $133^\circ 19.9'$ )は、鳥取県西部を北に向かって流れる法勝寺川をせき止めて造られた多目的ダムであり<sup>17)</sup>、震源断層のほぼ直上に位置している(断層からの最短距離  $0.14\text{km}$ )。ダム設置岩盤はS波速度  $3\sim 3.7\text{km/s}$  の  $C_H$  級の花崗岩とされ、監査廊はダム底部に位置している。そこで得られた観測記録は、ダムの影響が含まれている可能性も考えられるが、震源断層近傍で観測された記録であることから、参考のために本検討で評価した伯太、日野の基盤地震動と比較する。賀祥ダムにおける観測記録の加速度波形、速度波形を図 11(a)、図 11(b)の 3 段目に併記している。最大加速度はNS,EW成分とも  $530\text{cm/s}^2$ 、最大速度はNS成分が  $58\text{cm/s}$ 、EW成分が  $50\text{cm/s}$  である。最大加速度、最大速度ともに、賀祥ダムと同様に震源断層極近傍(断層からの最短距離  $1\text{km}$ )に位置する日野と同程度の値である。擬似速度応答スペクトルを図 11(c)に黒破線で示す。スペクトル振幅の最大値はNS,EW成分とも  $100\text{cm/s}$  であり、日野の最大値とほぼ一致している。全体的なレベルは、EW成分の  $0.3$  秒以下および  $1$  秒以上の周期帯で日野に対してやや大きめのレベルであるが、それ以外の周期帯およびNS成分についてはほぼ同レベルである。

#### 4.4 距離減衰式との比較

本検討で評価された伯太、日野の基盤地震動の妥当性を検証するため、大野・他<sup>18)</sup>により評価された地震動

最大値の距離減衰式（以下、大野式と呼ぶ）を用いて最大値の比較を行う。

大野式は、モーメントマグニチュード $M_w$ と等価震源距離 $X_{eq}$ (km)をパラメータとして、地震動の最大加速度、最大速度を算定する式であり、地盤種別を考慮して、第三紀以前の地盤、更新世の地盤、完新世の地盤に対してそれぞれ評価されている。ここでは、第三紀以前の地盤に対する式を用いて最大値を算定する。評価に用いる $M_w$ は防災科学技術研究所広帯域地震観測網(F-net)<sup>19)</sup>による6.6とし、 $X_{eq}$ はYagi and Kikuchi<sup>20)</sup>による断層モデルにより、伯太について10.7km、日野について6.5kmと設定した。

以上のパラメータを用いて大野式により地震動最大値を評価するが、大野・他<sup>18)</sup>によれば、第三紀以前の地盤と分類している地点の平均S波速度は約700m/sであり、一方、本検討で基盤地震動を評価した地中観測点のS波速度は、伯太が約2660m/s、日野が約1530m/sとなっている。そこで、Midorikawa *et al.*<sup>21)</sup>により提案された、最大加速度の増幅率 $ARA$ と地盤の30mまでの平均S波速度 $AVS_{30}$ との関係式(3)、および最大速度の増幅率 $ARV$ と $AVS_{30}$ との関係式(4)に対して、本検討における $AVS_{30}$ を適用した場合の $ARA$ 、 $ARV$ を求め、その値を大野式による地震動最大値に乘じることにより地盤増幅の影響を補正する。

$$\log ARA = 1.35 - 0.47 \log AVS_{30} \quad (3)$$

$$\log ARV = 1.83 - 0.66 \log AVS_{30} \quad (4)$$

本検討における $AVS_{30}$ は、伯太、日野においてそれぞれ上記の値であるが、Midorikawa *et al.*<sup>21)</sup>では検討に用いたデータのS波速度の最大値が約1500m/sである。そこで、 $AVS_{30}$ を日野における1530m/sとして $ARA$ 、 $ARV$ を算定して大野式を補正し、その結果を岩盤上の地震動レベルと仮定して伯太、日野の両地点の最大値と比較する。(3),(4)式から評価した $ARA=0.71$ 、 $ARV=0.53$ を用いることにより、地盤増幅の影響を補正した大野式の結果と、本検討で得られた基盤地震動の最大値の比較を図12に示す。図中、実線が大野式による平均値、一点鎖線および破線が平均値 $\pm 1\sigma$  ( $\sigma$ : 標準偏差)を示し、青印が伯太、赤印が日野の結果で、丸印がNS成分、三角印がEW成分である。図中には参考として、4.3節に示した賀祥ダム (Yagi and Kikuchi<sup>20)</sup> による断層モデルにより $X_{eq}=6.2$ km)の観測記録の最大値を黒丸印(NS)、および黒三角印(EW)で示してある。

図12(a)の最大加速度は、伯太のNS,EW成分、および日野のNS成分については大野式の平均値とほぼ同レベルである。日野のEW成分は平均値よりもやや小さめであるが、平均値 $-1\sigma$ の範囲内となっている。賀祥ダムについてはNS,EW成分ともに大野式の平均値とほぼ同レベルであり、 $X_{eq}$ がほぼ等しい日野のNS成分と同程度の値である。賀祥ダムの最大加速度はダム堤体内で得られた観測記録の値であるため、ダムの影響で最大値がやや低下している可能性はあるが、その影響を考慮してもダム設置岩盤上の値は平均値 $+1\sigma$ の範囲内のレベルであると推測される。図12(b)の最大速度は、伯太のNS成分と日野のEW成分については大野式の

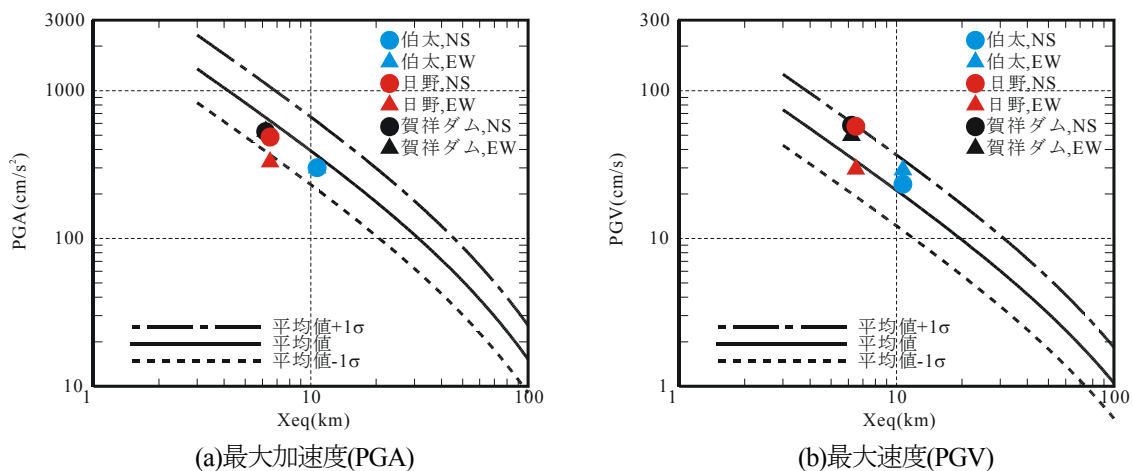


図12 大野式による地震動レベルと基盤地震動の比較（地震動最大値）



平均値と概ね対応するレベルである。伯太のEW成分と日野のNS成分は平均値よりもやや大きめであるが、平均値+1 $\sigma$ の範囲内である。賀祥ダムについてはNS,EW成分ともに、最大加速度と同様、 $X_{eq}$ がほぼ等しい日野のNS成分と同程度の値であるが、平均値よりもやや大きいレベルとなっている。賀祥ダムの最大速度については、最大加速度と比較してダムの影響は小さいと考えられ、ダム設置岩盤上の最大速度とほぼ同程度の値であると推測されるが、平均値+1 $\sigma$ の範囲内のレベルであり、大野式から評価される地震動レベルと概ね対応するレベルであると考えられる。

以上より、本検討で評価した伯太、日野の基盤地震動は、距離減衰式を用いて評価した地震動レベルとほぼ対応しており、硬質地盤上における既往の観測地震動と概ね整合するレベルであると考えられる。参考として比較した賀祥ダムの観測記録についても、ダム堤体内の記録ではあるが、4.3節、4.4節に示した結果から、硬質地盤上の既往の観測地震動のレベルと概ね対応した、基盤地震動相当の記録であると推測される。

## 5. まとめ

2000年鳥取県西部地震(Mj7.3)については、震源断層近傍のKiK-net伯太および日野の強震記録により、両地点の基盤地震動の推定が行われたが<sup>2)3)</sup>、これらの検討では2つの課題が残されている。第一は日野の地盤構造の問題である。PS検層結果を初期地盤モデルとして基盤地震動が算定されているが、余震記録に基づく検討では、基盤層のS波速度はPS検層結果の約2倍の1500m/sと評価されている。第二は、KiK-netの地中記録に含まれているノイズの問題である。KiK-netの地中記録には、地震計のセンサーケースの共振の影響と考えられる、約20Hzの高振動数成分が含まれている可能性が指摘されている。本検討では、観測記録を用いて伯太、日野の地盤構造を推定し、特性曲線法による地表記録を用いた逆地震応答解析により、ノイズの影響を回避した基盤地震動を再評価した。

まず、本震前の地震から、本震時、本震後1ヶ月以内の余震までを対象に観測記録のスペクトル比を評価し、その1次卓越振動数と1次元波動論による理論伝達関数の1次振動数との対応関係を比較した。伯太ではPS検層結果を用いることにより、本震前と余震の観測記録の1次振動数、および表層地盤の非線形化による本震時の観測記録の1次振動数の低振動数化を説明することが可能であるが、日野の観測記録の1次振動数を説明する場合、基盤層のS波速度を1500m/s程度とする必要があることが分かった。本震前のスペクトル比を詳細に検討すると、スペクトル比の1次振動数は伝達関数に対して若干高振動数側に位置しているため、そのスペクトル比を対象として遺伝的アルゴリズムを適用し、本震時の地中観測記録のシミュレーション解析に用いる初期地盤モデルを求めた。

同定された地盤モデルを用いて、特性曲線法により表層地盤の非線形性を考慮した地中観測記録のシミュレーション解析を行った。解析波形と地中記録の適合度は、加速度応答スペクトルを用いて評価するが、スペクトルの0.05~0.1秒の周期帯には、20Hzのノイズの影響と考えられる山が現れている。この影響を回避するため、適合度評価の対象範囲を0.14~1秒の周期帯とした。解析波形と観測記録の擬似速度応答スペクトルを比較すると、0.14秒以上の周期帯で良く対応する結果となった。加速度波形の最大加速度、および波形の形状は、解析波形と観測記録で異なる結果となったが、速度波形については良く一致しており、特性曲線法により地中記録に含まれるノイズの影響を回避したシミュレーション解析が適切に行われた。評価されたシミュレーション解析波形の上昇波成分を2倍することにより、伯太、日野における基盤地震動を評価した。最大加速度は、伯太ではNS,EW成分とも300cm/s<sup>2</sup>であり、日野ではNS成分が490 cm/s<sup>2</sup>、EW成分が330 cm/s<sup>2</sup>である。最大速度は、伯太ではNS成分が23cm/s、EW成分が29cm/sであり、日野ではNS成分が57cm/s、EW成分が29cm/sである。擬似速度応答スペクトルのスペクトル振幅の最大値は、伯太ではNS成分が40cm/s、EW成分が50cm/sであり、日野ではNS成分が120cm/s、EW成分が90cm/sである。

評価された基盤地震動を、既往の距離減衰式を用いて評価される地震動レベルと比較すると、両者はほぼ対応するレベルとなった。従って、本検討で得られた伯太、日野の基盤地震動は、硬質地盤上における既往の観測地震動のレベルと概ね整合するレベルであることが確認された。

## 謝辞

本研究では、防災科学技術研究所によるKiK-net伯太および日野地点で得られた観測記録を使用させて頂きました。賀祥ダムの観測記録は、Japan Commission on Large Dams<sup>16)</sup>により収集された記録を使用しました。鹿島小堀研究室の永野正行博士には貴重な御助言を頂きました。また、査読者のコメントは本論文の改善に大変役立ちました。ここに記して謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 防災科学技術研究所：基盤強震観測網(KiK-net)ホームページ <http://www.kik.bosai.go.jp/kik>
- 2) 永野正行、加藤研一、武村雅之：2000年鳥取県西部地震時の震源断層近傍における基盤地震動の推定-1995年兵庫県南部地震との比較-、日本建築学会構造系論文集、第550号、2001年12月、pp.39-46.
- 3) 山田有孝、三浦賢治：特性曲線法を用いた2000年鳥取県西部地震の地盤震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、第558号、2002年8月、pp.77-83.
- 4) 東貞成、阿部信太郎：反射法地震探査結果に基づく2000年鳥取県西部地震時のKiK-net日野地点における基盤地震動の推定、第11回日本地震工学シンポジウム、2002年、pp.461-464.
- 5) 吉村智昭、内山泰夫、日比野浩、村上洋介：KiK-net日野における観測小屋の影響を考慮した鳥取県西部地震の基盤地震動評価 その2 観測小屋の影響を考慮した基盤地震動の評価、日本建築学会大会学術講演梗概集、2003年9月、pp.167-168.
- 6) 笠原敬司、岡田義光、山本明：Hi-net(2)：地震観測施設の整備、日本地震学会講演予稿集、2000年秋季大会、P005.
- 7) 国土交通省国土地理院：ホームページ <http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2000/1007-2.htm>
- 8) Trifunac, M.D.: Zero Baseline Correction of Strong-motion Accelerograms, Bull. Seism. Soc. Amer., 61, 1971, pp.1201-1221.
- 9) 石田 寛：地震観測記録を用いた伝達関数の評価手法に関する検討、日本建築学会関東支部研究報告集、1992年、pp.13-16.
- 10) 気象庁：地震・火山月報（防災編）、1999年、2000年
- 11) 山中浩明、石田 寛：遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析、日本建築学会構造系論文集、第468号、1995年2月、pp.9-17.
- 12) 中道 聡、川瀬 博：2000年10月6日鳥取県西部地震で観測されたTTRH02（日野）の強震記録における表層地盤による影響、日本建築学会大会学術講演梗概集、2001年9月、pp.153-154.
- 13) 永野正行、大野 晋、菊地利喜郎、小林啓美：深層アレー観測記録のシミュレーション解析と地盤の不整形性の影響、日本建築学会構造系論文集、第570号、2003年8月、pp.45-52.
- 14) 原昭夫：土の動的変形特性と地盤の応答解析に関する研究、東京大学学位請求論文、1980.
- 15) 古山田耕司、宮本裕司、三浦賢治：多地点での原位置採取試料から評価した表層地盤の非線形特性、第38回地盤工学研究発表会、2003年7月、pp.2077-2078.
- 16) Japan Commission on Large Dams: Acceleration Records on Dams and Foundations, No.2, 2002.4
- 17) 大町達夫、小島直之、村上 敦：2000年鳥取県西部地震時の賀祥ダムの挙動、東京工業大学 地震工学研究グループ 地震工学研究レポート、No.77、2001年2月、pp.35-55.
- 18) 大野 晋、高橋克也、源栄正人：カリフォルニア強震記録に基づく水平動・上下動の距離減衰式と日本の内陸地震への適用、日本建築学会構造系論文集、第544号、2001年6月、pp.39-46.
- 19) 防災科学技術研究所：広帯域地震観測網(F-net)ホームページ <http://www.fnet.bosai.go.jp/freesia/index-j.html>
- 20) Yagi, Y. and M. Kikuchi : Source Rupture Process of the Tottori-ken Seibu earthquake of Oct. 6, 2000, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/yuji/tottori/index.html>

- 21) Midorikawa, S., M. Matsuoka and K. Sakugawa : Site Effects on Strong-Motion Records Observed during the 1987 Chiba-ken-toho-oki, Japan Earthquake, The 9th Japan Earthquake Engineering Symposium, Vol. 3, 1994, pp.85-90.

(受理 : 2003 年 8 月 8 日)

(掲載決定 : 2004 年 7 月 9 日)

**Estimation of S-wave Velocity at KiK-net Hakuta and Hino Stations,  
and Re-evaluation of Bedrock Motions  
during the 2000 Tottoriken-seibu Earthquake**

YAMAZOE Masatoshi<sup>1)</sup>, KATO Kenichi<sup>2)</sup>,  
YAMADA Ariyoshi<sup>2)</sup>, TAKEMURA Masayuki<sup>3)</sup>

1) Member, Kobori Research Complex, Kajima Corporation.

2) Member, Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Dr.Eng.

3) Member, Kobori Research Complex, Kajima Corporation, Dr.Sci.

**ABSTRACT**

S-wave velocity of KiK-net Hakuta and Hino stations is estimated based on the strong motion records of the foreshocks of the 2000 Tottoriken-seibu earthquake. Assuming the estimated S-wave velocity as the initial stiffness, simulation analyses of the main shock base motions are performed from the surface motions by the characteristic method in consideration of the soil nonlinearity of the surface layers. The bedrock motions during the 2000 Tottoriken-seibu earthquake are evaluated from the analysis results. The maximum acceleration of horizontal direction is about 300 cm/s<sup>2</sup> in Hakuta, and 330~490 cm/s<sup>2</sup> in Hino, and the maximum velocity is 23~29 cm/s in Hakuta, and 29~57 cm/s in Hino. The maximum amplitude of pseudo velocity response spectrum is 40~50 cm/s in Hakuta, and 90~120 cm/s in Hino. These results are consistent with the levels of the strong ground motions estimated from the attenuation relation.

*Key Words: the 2000 Tottoriken-seibu earthquake, KiK-net, Hakuta station, Hino station, characteristic method, bedrock motion*